

# Neue Befunde zur pleistozänen Harz- Vergletscherung

Hövermann, Jürgen

Veröffentlicht in:  
Abhandlungen der Braunschweigischen  
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 24, 1973/74,  
S.31-52



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

# Neue Befunde zur pleistozänen Harz-Vergletscherung

Von **Jürgen Hövermann**, Göttingen

## 1. Forschungsstand

Die über einhundertjährige Diskussion der pleistozänen Harzvergletscherung ist mit der Bestätigung der Befunde von POSER und HÖVERMANN (1951) durch DUPHORN (1968) in ein neues Stadium eingetreten. Nach der eindrucksvollen Demonstration der glazialen Serie im Odertal an künstlich geschaffenen Aufschlüssen während der DEUQUA-Exkursion im Jahre 1966 und dem gleichzeitigen Nachweis bedeutender Übertiefungen im Zungenbecken des Odertalgletschers und im oberen Kellwassertal durch bis zu mehr als 20 m niedergebrachte Bohrungen können begründete Zweifel an der Tatsache der Harzvergletscherung nicht mehr bestehen. Das Interesse verlagert sich damit auf die Frage nach der Zahl und der Ausdehnung der Eigenvergletscherungen des Harzes sowie nach der Korrelation zu den Inlandvereisungen Nordeuropas. Die starke Bautätigkeit der letzten Jahrzehnte hat nun dazu geführt, daß eine Anzahl von Kiesgruben erneut angefahren, daß durch die Verbreiterung von Straßen und Fahrwegen im Harz bisher unter lokalen Hangschuttmassen verborgene Fremdschuttmassen aufgeschlossen wurden. Endlich haben die großen Stürme umfangreiche Windbruchfelder geschaffen, in denen die umgeworfenen Bäume flächenhaft deckende Einblicke in die Beschaffenheit von Schuttmassen ermöglichten, so daß eine zwar noch nicht vollständige, aber weit zuverlässigere Bestandsaufnahme möglich geworden ist.

## 2. Befunde und Deutung

### A. Die Warthe-(Seeve-)eiszeitliche Vorlandsvergletscherung

Der wichtigste Befund in diesem Zusammenhange ist der Nachweis einer Vorlandsvergletscherung des Harzes im Bereich des Eckertales, die sich bis fast nach Vienenburg hinzog. Schlüsselpositionen sind die Aufschlüsse am Punkt 177,2 direkt an der Zonengrenze nordöstlich Lochtum (Blatt 4029 Vienenburg der top. Karte 1:25 000) und nördlich des Butterberges bei Bad Harzburg, ca. 500 m östlich des Sonnenhofs (top. Karte 1:25 000 4129 Bad Harzburg).

Der Aufschluß am Punkt 177,2 zeigte bei verschiedenen Schürfen und gelegentlichem Sandabbau regelmäßig folgendes Bild:

30—50 cm Harzschotter (über 90 % herzyne Gerölle, bis zu 10 % einheimisch-mesozoisches und nordisches Material).

280 cm steilgestellte, gestauchte und gefaltete nordische Sande mit zwischengeschalteten dünnen Lehmبändern; an der Nordseite gelegentlich angepreßte Blöcke von Ilsenburg-Quarzit und große Blöcke nordischer Herkunft.

Es handelt sich offensichtlich um eine Stauchmoräne mit überlagerndem Harzschotter. Die Schüttung des herzynen Schottermaterials setzt sich nach N in Gestalt eines Übergangskegels fort und geht in die Mittelterrasse bei Wiedelah zwischen Oker und Ecker über. Hier ist sie als ausgedehnte, teilweise lößüberdeckte Terrassenfläche (ds 2 der geol. Spezialkarte) bekannt. Nach S, d. h. gegen den Harz hin, schließt ein weitgedehntes Becken an, dessen Rand vom Punkt 177,2 über Lochtum, Bettingerode und Westerode eindeutig bestimmbar ist: Oberfläche und Schotterkörper der Mittelterrasse bilden, von 165 m NN bei Vienenburg auf 200 m NN bei Westerode ansteigend, eine prononcierte Geländekante, unterhalb derer das von Geschiebelehm erfüllte Becken etwa 20 m tiefer abtaucht. Im Sedimentationsraum der Schamlah ist der Geschiebelehm oberflächlich durch Alluvionen verhüllt; er läßt sich hier jedoch schon in 1—3 m Tiefe erbohren.

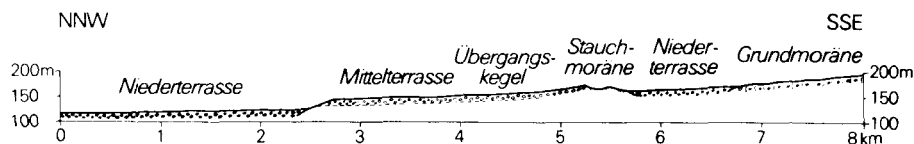


Abb. 1

*Profil durch den Rand der Vorlandsverglescherung südöstlich Vienenburg  
(fünffach überhöht)*

An der Schottergrube nördlich des Butterberges setzt sich der Rand des Beckens nunmehr wieder als deutlich ausgeprägter Wall fort. Aufgeschlossen waren hier bei fortschreitendem Abbau ständige Serien:

- 1 m (im Nordstoß) bis 10 m (im Südstoß) 5—8° SSW-fallende Schotter überwiegend herzynen Ursprungs (88—98 %, Anteile lagenweise wechselnd) mit bis zu 10 % einheimisch-mesozoischem und bis zu 4 % nordischem Material. Darüber von NNE bis NE nach SSW bis SW aufgeschoben und innerhalb des Aufschlusses entsprechend mit der Basisfläche ansteigend.
- 2—3 m Geschiebelehm von schliriger Beschaffenheit mit eingekneteten Blöcken und Nestern herzynen Gerölle; die obersten 1—2 m dieser Geschiebelehmdecke sind kryoturbat verknetet und verwürgt und bilden stellenweise schöne sohlenständige Strukturböden von über 1 m Tiefe. Im Kontakt zum Geschiebelehm sind die Schotter teilweise bis in 4 m Tiefe gestaucht und geschuppt. Stauchung und Schuppung weisen von NNE nach SSW.



3585

90

95

3600

9°13' ö. L. v. Gr.

4400

4405

57

60

55

50

45

40

57

55

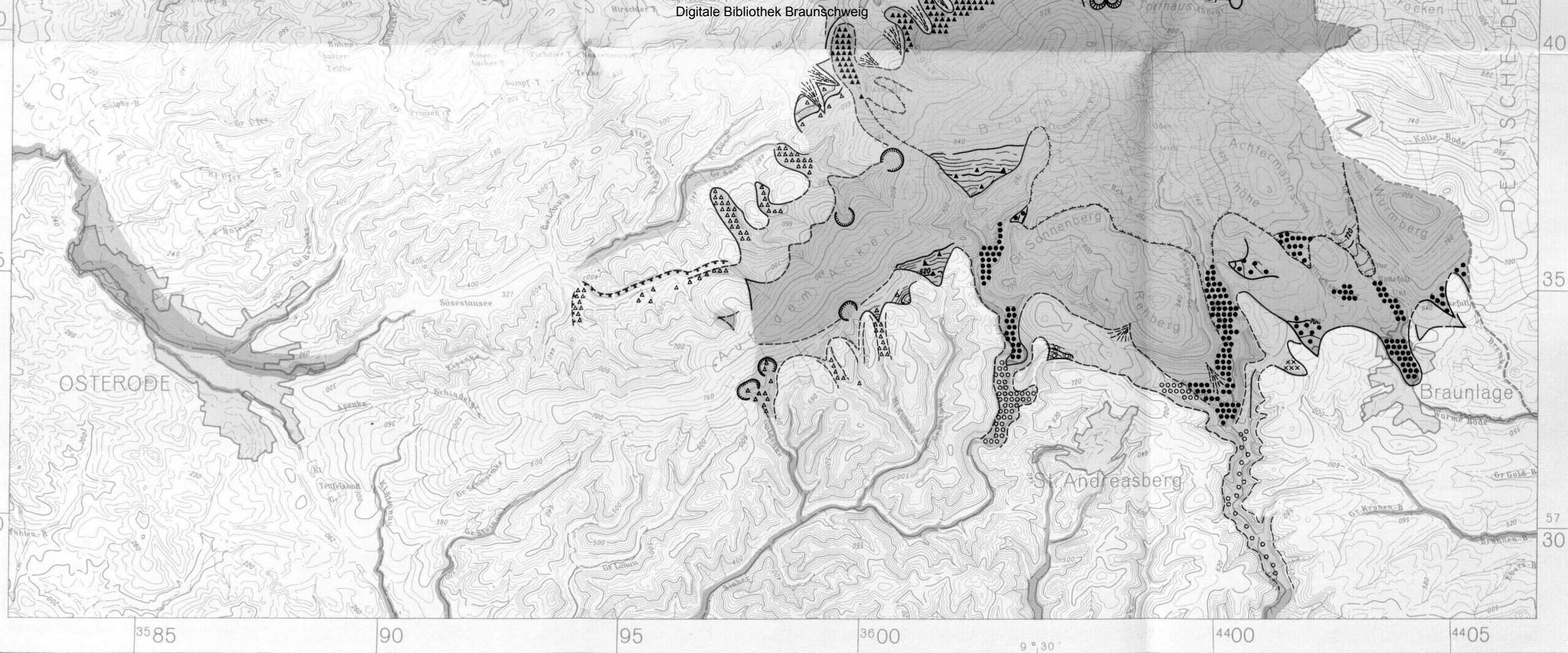
50

45

40







Kartographie: H. WAHLE

Grundlage: Gewässer- und Höhenlinienplatte des Blattes C 4326 der Topographischen Karte 1 : 100 000  
 Druck mit Genehmigung des Niedersächsischen Landesverwaltungsamtes  
 - Landesvermessung - vom 4. 9. 1974 - B 4 - 266 / 74

Zeichnung: F. SAILER

## Eiszeitliche Vergletscherungen im Harz

Entwurf: JÜRGEN HÖVERMANN

- Firngabelkegel
- Kare und Karoide
- übersteilte Talschlüsse
- Trogslüsse
- quarzitische } Blockschuttmassen unverdeckt
- granitische }
- sonstige Blockschuttansammlungen
- quarzitische } Blockschuttvorkommen, von Lokalschutt überlagert
- granitische }

- nachgewiesener Eisrand
- vermuteter Eisrand
- mutmaßliche Ausdehnung der Weichseleiszeit
- mutmaßliche Ausdehnung des Warthe - Eisvorstoßes
- mutmaßlicher Eisrand der Saale - Vereisung ( "Drenthe" )
- mutmaßlicher Eisrand der letzten Vereisungsphase
- Marginalrinnen
- Breitböden

- Fluviatile und glazifluviatile Aufschüttungen der Weichsel - Eiszeit (Niederterrasse inclusive aktuelle Talaue)
- Fluviatile und glazifluviatile Aufschüttungen des Warthe - Eisvorstoßes (Mittelterrasse im Harzvorland generell von Löß überdeckt)

Maßstab 1 : 100 000  
 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km



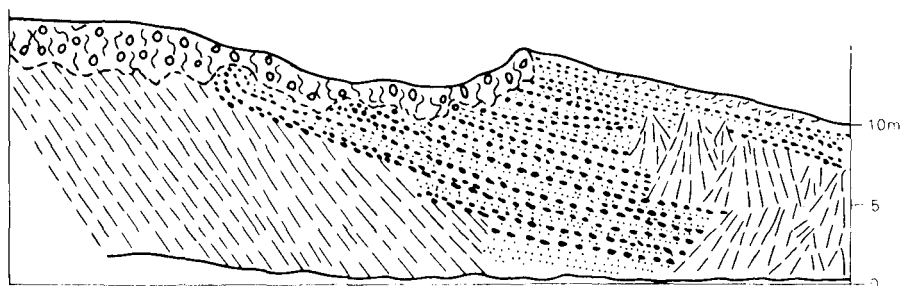


Abb. 2

*Ansichtsskizze des Südostteiles der Kiesgrube nördlich Bad Harzburg:  
Vorstoßschotter von Grundmoräne überlagert*

Wie am Aufschluß bei Punkt 177,2 geht auch hier die Schüttung der Schotter in die Mittelterrassenakkumulation über, die sich als schmales Band zwischen Butterberg und die Erdmoräne hineinzieht. Die beiden beschriebenen Stauch-Endmoränen sind also gleichaltig und bezeichnen einen Gletschervorstoß, der sich im Vorland des Harzes nach Norden, Westen und Süden hin ausbreitete, wobei zwischen den erhaltenen Stauch-Endmoränenkomplexen die Mittelterrasse unmittelbar an das Zungenbecken angrenzt, während sie sonst durch Übergangskegel mit dem Moränenkomplex verbunden ist. Es handelt sich also um eine eindeutige glaziale Serie, und zwar sowohl hinsichtlich der morphologischen (Zungenbecken — Endmoräne — Übergangskegel — glazifluviatile Schotterflur) als auch hinsichtlich der stratigraphischen (Geschiebelehm der Grundmoräne — Geschiebelehm der Endmoräne — Schotterkegel — Schotterflur) Abfolge.

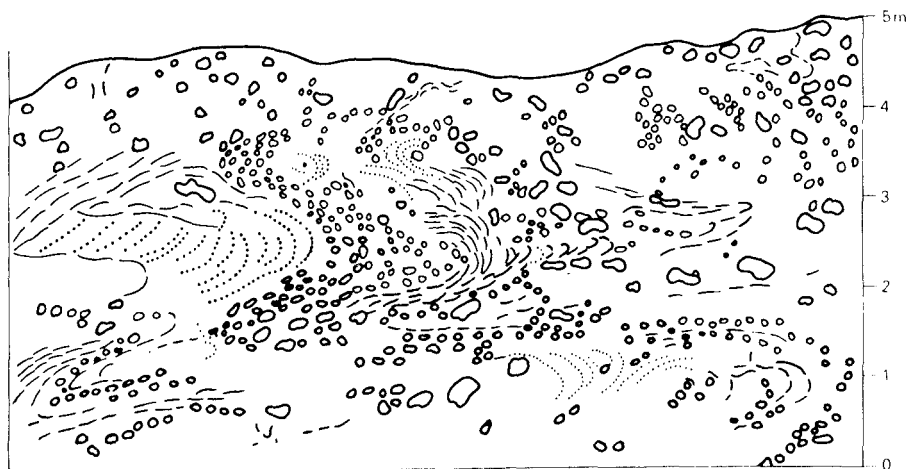


Abb. 3

*Detailskizze von Stauchungsstrukturen im gleichen Aufschuß*



Die Annahme, daß es sich um Bildungen des nordischen Inlandeises handele, wird nicht nur durch den Materialbestand, sondern auch durch die topographische Situation ausgeschlossen. Selbst wenn man in Rechnung stellt, daß der Ostflügel des Beckens — jenseits der Zonengrenze im Sperrstreifen gelegen — sich der Untersuchung entzieht und die Verhältnisse dort nur aus der topographischen Karte und der geologischen Aufnahme Blatt Vienenburg abgeleitet werden können, bleibt deutlich erkennbar, daß kein von Norden oder selbst von Osten kommendes Inlandeis in der Lage wäre, einen vom Harzrande nach Norden hin abfallenden Eislobus zu erzeugen, der die Mittelterrassenaufschüttung streckenweise bewirkt, streckenweise begrenzt. Indiskutabel ist auch die Annahme, daß der weite Beckenraum nach Aufschüttung eines riesigen Schwemmkügels, der seinerseits ältere Moränen überdeckt hätte, ausgeräumt worden sei, da ja die glaziale Serie im Aufschluß unmittelbar sichtbar ist. Weit entfernt davon, einen Ausraum zu bewirken, haben die Harzflüsse vielmehr im Bereich des Beckens gewisse Aufschüttungsleistungen vollbracht, am deutlichsten sichtbar im Bereich der Ecker, wo die Oberfläche heute um bis zu 10 m höher liegt, als in der völlig erosionsunfähigen Schamalah.

Die kartographische Aufbereitung der Befunde läßt vielmehr erkennen, daß ein aus dem Eckertal ins Vorland gelangter Eisstrom sich hier in Form eines Hammerkopfgletschers ausbreitete und dabei einerseits nach Norden hin andererseits südwärts gegen den Harzrand zurückschwenkend vorgefundenes Material und eigene Vorschüttshotter zusammenschob und stauchte. Geschiebelehm und randglaziale Bildungen lassen sich nämlich von Westerde aus am ganzen Nordrande der Schimmerwaldecke von 300 m auf 360 m NN ansteigend verfolgen, wobei am Punkt 363,0 (top. Karte 1:25 000 Blatt 4129 Bad Harzburg) westlich des Eckerkruges ein deutlich vom Hang abgesetzter Wall auftritt, der herzynes Schottermaterial enthält und der Form nach eine Seitenmoräne ist. Aufgeschlossen ist das Material zur Zeit nicht.

Die morphologisch wie stratigraphisch gleich deutliche glaziale Serie gestattet zugleich eine zeitliche Einordnung: Die Vorlandsvergletscherung des Harzes ist jünger als die nordischen Vereisungen dieses Gebietes. Das ergibt sich nicht nur daraus, daß der Harzgletscher bereits nordisches Material aufgenommen hat, sondern vor allem auch daraus, daß seine glazifluviatilen Aufschüttungen in die Mittelterrasse übergehen, die ihrerseits als Terrassenfläche wie als Schotterakkumulation bis zum Rande des Allertales hin verfolgt werden können. Etwa 10 m über der Sohle des sogenannten Aller-Urstromtales gelegen begleiten sie das Allertal auf der Südseite bis zum Anschluß an die Mittelterrasse der Leine; an der Nordseite des Allertales entspricht ihnen eine deutlich ausgebildete Terrassenfläche, die, ebenfalls etwa 10 m über der Sohle des Aller-Urstromtales gelegen, stellenweise über glazifluviatile Sande und Geschiebelehm, stellenweise jedoch auch als selbständige Aufschüttung von Talsanden auftritt. In diese Terrasse gehen wiederum die ausgedehnten Sanderflächen über, die sich von den Eisrandlagen der Lüneburger Heide nach Süden hinabziehen: Die Vorlandsvergletsche-

rung des Harzes ist also altersgleich mit dem Seeve-Stadium HÖVERMANNs (1952) bzw. dem Warthe-Stadium WOLDSTEDTs. Aus der Perspektive des Harzes handelt es sich allerdings nicht um ein Stadium einer Vereisung, sondern um eine selbständige Eiszeit.

Innerhalb des Harzes ist erratisches Material, d. h. Riesenblöcke von Granit auf Hornfelsuntergrund zwischen Diebsweg und Kl. Rabental zwischen 480 und 540 m NN, 100—160 m über dem Talboden der Ecker gelegen, schon in der geol. Spezialkarte Blatt Bad Harzburg kartiert worden. Obwohl infolge der innigen Durchwachsung von Granit und Hornfels in diesem Bereich die unmittelbar örtliche Herleitung des Materials und seine Verfrachtung durch Bodenfließen nicht auszuschließen ist, befindet sich doch eine Anzahl Blöcke in Positionen, in die sie schwerlich allein durch Solifluktion gekommen sein können. Das gilt umso mehr, als sich das Vorkommen solcher Irrblöcke generell an der Südseite des Langetals, am Sandweg (Punkt 551,4 der top. Karte) in 540 m NN beginnend und bis zur Sennhütte unterhalb Punkt 423,6 der top. Karte bis 360 m NN abwärts fast kontinuierlich verfolgen läßt. Die eigentümliche örtliche Umgrenzung dieser Vorkommen, die sich in der Karte deutlich zu erkennen gibt, entspricht durchaus nicht dem, was man von einer gleichmäßig-flächenhaft arbeitenden Solifluktion zu erwarten hätte; sie ergibt vielmehr das Bild einer Eisrandlage, die an die bereits erwähnte Vorlandsvergletscherung des Harzes anschließt, wobei die überwiegende Mehrzahl der Blöcke nachträglich durch Solifluktion hangabwärts um einen gewissen, keinesfalls aber 100 m überschreitenden Betrag solifluidal weiterbewegt sein kann. Blocklehmedecken aus örtlichem Material sind auch in der Umgebung des Molkenhauses bzw. des Hasselteichs verbreitet. Für ihre Deutung als Grundmoräne läßt sich jedoch nur ins Feld führen, daß sie nicht dem charakteristischen Erscheinungsbilde des Solifluktionsschuttes entsprechen. Direkte Indizien fehlen.

Erratische Granitblöcke sind aufwärts erst wieder zwischen 600 und 625 m NN im oberen Abschnitt des Fulelohnsbaches und der Abbenränke nachzuweisen. Sie bestreuen hier, nördlich und nordwestlich des Abbensteins, eine Fläche von mehr als  $\frac{1}{2}$  qkm, bis zu 750 m von der Grenze des anstehenden Granits entfernt. Der topographischen Situation nach wären sie ohne weiteres als Solifluktionsmaterial deutbar, wenn nicht nordwestlich des Abbensteins die Blockdecke aussetzen würde. Die in dieser Richtung bei etwa 640 m NN gelegenen Blöcke scheinen daher wurzellos zu sein, d. h. keinen Anschluß an das Herkunftsgebiet im Sinne gleichsinnigen Gefälles zu besitzen. Darin liegt ein wichtiges Argument für Eistransport, dem nur eine bescheidene solifluidale Weiterbewegung gefolgt sein kann. Zwanglos fügen sich diese Vorkommen dem Lineament erratischer Blöcke an, das aus der Umgebung des unteren Eckertales beschrieben wurde.

Die Mittelterrasse als sicherer Indikator für die Zusammengehörigkeit von Vergletscherungsspuren ist innerhalb des Harzes nur im Sösetal als zusammenhängende Schotterakkumulation, auf einem mehrere Meter hohen Felssockel

oberhalb der Niederterrasse gelegen, klar entwickelt. Sie ließ sich vor dem Bau der Söse-Talsperre von Osterode bis Riefensbeek fast durchlaufend verfolgen, durchweg in breite Schwemmfächer der Nebentäler übergehend. In Riefensbeek und Kamschlacken selbst war der Schotterkörper auf Felssockel mehrfach gut aufgeschlossen, zuletzt bei der Badeanstalt östlich Kamschlacken im Allertal knapp oberhalb der Mündung der Aller in die Söse. Die groben Schotter mit einem hohen Anteil an Acker-Bruchberg-Quarziten sind trotzdem einigermaßen deutlich geschichtet und verraten damit fluviatilen Ursprung. Einzelne gerundete Gerölle von Grauwacken und Quarzit kommen auch im Bereich der Wiesenflächen östlich Kamschlacken vor, so daß man die ganze kegelförmig abgedachte Fläche auch noch zur Mittelterrasse rechnen könnte.

Gänzlich anderer Natur sind die Blocklehme, die sich im Allertal, im Wolfstal und im Tal der Gr. Söse vorfinden. Sie haben mit der Mittelterrasse gemeinsam die Lage oberhalb der verhältnismäßig gut entwickelten Niederterrasse, bestehen aber nicht aus geschichteten Schottern, sondern aus einem lehmigen Substrat, in dem grobe Quarzitblöcke dominierend vertreten sind. Einen direkten Kontakt zwischen Mittelterrassenschottern und Blocklehm habe ich nirgends beobachten können. Im Allertal sind Schotter bis 420 m NN, Blocklehme ab 430 m NN vertreten; im Wolfstal reichen die Blocklehme bis zur Wolfsbuche und Wolfstalfichte (top. Karte 1:25 000 Blatt 4228 Riefensbeek-Kamschlacken) hinab; im Tal der Gr. Söse sind sie unmittelbar oberhalb der Biegung bei Punkt 455,0 zu finden. Hier ist im Prallhang der Söse ein Stauchungskontakt zwischen Blocklehm und den anstehenden Tonschiefern erkennbar, indem Blöcke in den Schiefer eingepreßt bzw. Schieferpartien in den Bewegungsvorgang einbezogen worden sind. Damit ist der Nachweis einer Gletscherwirkung also unmittelbar zu erbringen.

In allen drei Tälern ziehen sich die Blocklehmdecken aus dem Talgrund 20 bis 40 m hangaufwärts, wobei die Höhenlage der Quarzitblöcke über dem Talgrund talaufwärts zunimmt. Am deutlichsten ist das im Allertal zu erkennen. Die tiefeingeschnittene Fahrspur des alten „Bösenberger Hauptweges“ hat unter der überlagernden solifluidalen Hangschuttdecke aus örtlichem Material (Tonschiefer und Grauwacken, auch Kieselschiefer) generell die quarzitreiche Blockschuttdecke angefahren. Sonst ist sie im Hangbereich durchweg durch 2–3 m mächtige Solifluktionsschuttmassen verhüllt, und nur einzelne Blöcke sind innerhalb der Solifluktionsmasse mit verfrachtet worden. Gerade diese solifluidale Verlagerung des Blockmaterials, die stets in Richtung des Hanggefälles erfolgt und damit senkrecht zur generellen Transportrichtung verläuft, schließt einen solifluidalen Antransport des Materials mit Sicherheit aus. Weder ist ein Transport der Blöcke aus dem Herkunftsgebiet über eine Distanz von mehr als 1 km am halben Hang möglich noch die Ausräumung einer ursprünglich bis zu 40 m mächtigen Solifluktionsmasse vorstellbar. Abgesehen von dem vereinzelten Stauchungskontakt beweist also auch die Lage und Verbreitung der Blocklehme ihren glazialen Ursprung.

Die Zuordnung dieser Gletscherzungen zu der Vorlandsvergletscherung des Harzes ergibt sich einmal daraus, daß in beiden Fällen die Niederterrasse im Bereich der ehemaligen Vergletscherung voll entwickelt ist, die Vereisung also älter als die Weichseleiszeit sein muß. Zum anderen spricht die starke Überkleidung der Grundmoränen und Seitenmoränenbildungen im Hangbereich durch Solifluktionsschutt für ein höheres als letztkaltzeitliches Alter. Zum dritten gestattet die Verfolgung der Blocklehme einerseits und der Terrassenschotter der Mittelterrasse andererseits bis auf eine Distanz von 10 Höhenmetern eine hinreichend zuverlässige Verknüpfung beider Bildungen in dem Sinne, daß die Mittelterrasse als glazifluviale Schotterflur im Aller- und Sösetal aus der Grundmoräne in Gestalt der Blocklehme hervorgeht. Die Möglichkeit, daß die drei Eiszungen sich vereinigten, kann weder bewiesen noch ausgeschlossen werden. Ebenso ist nicht zu entscheiden, ob sich etwa der Allertalgletscher auf der Kegelfläche östlich Kamschlacken lobenförmig ausbreitete und nicht nur bis 420 m sondern in einer etwas ausgedehnteren Phase bis etwa 400 m NN hinabreichte: Auf jeden Fall aber muß sich zwischen äußerstenfalls 400 bzw. 430 m der Übergang vom Eis-transport zum fluviatilen Transport vollzogen haben.

Von ihrem Ursprungsgebiet abgetrennte Blockschuttmassen finden sich an der Nordwestseite des Ackerzuges noch im Mollental. Sie liegen jedoch im Talgrund und haben hangaufwärts Anschluß an ein quarzitisches Nährgebiet, so daß ihr Vorkommen auch mit der solifluidalen Anreicherung des Hangschuttes im Talgrund erklärbar ist. Anders steht es mit denjenigen Blockschuttdecken, die unterhalb wie oberhalb des Dammgrabens beiderseits der Straße vom Sperberhaier Dammhaus nach Altenau in den Quellästen der Rotenbeek durch die Wasserläufe angeschnitten sind und die in etwa 600 m Höhe bei der Verbreiterung des Forstweges vom Punkt 600,7 der top. Karte 4228 auf etwa 1 km Länge angeschnitten wurden. In diesem Wegeaufschluß wurde erkennbar, daß unter dem 2—3 m mächtigen Solifluktionsschutt, der ausschließlich Grauwacken und Tonschiefer enthält, eine quarzitblockreiche Geschiebelehmdecke liegt, die sich vom Ifenkopfzug bis auf unter 540 m NN hinabzieht. Die untersten Partien dieser Geschiebelehmdecke liegen dabei dem glatt abgehobelten Tonschiefer ohne jeden Übergang auf und sind z. T. im Wirkungsbereich der Bäche freigelegt. Die mittleren Partien sind generell durch Solifluktionsschutt verhüllt, und erst ab etwa 640 m NN, in den obersten Hangteilen, liegt Quarzitschutt zutage. Dieser Schutt unterscheidet sich jedoch durch die Einbettung in Solifluktionsmaterial und durch seine Scharfkantigkeit deutlich von den Quarzitblöcken innerhalb des Blocklehmes, die stets zugerundet sind.

Wie bereits für das Allertal dargelegt ist auch hier eine erste Phase des Ferntransportes (Quarzitblocklehmdcke) von einer zweiten Phase des Nahtransportes (Solifluktionsschuttdecke aus Tonschiefer- und Grauwackenschutt) zu unterscheiden. Da es sich bei der überlagernden Solifluktionsschuttdecke zweifelsfrei um Solifluktionsschutt der letzten Kaltzeit handelt, kann der vorhergehende Ferntransport nicht der gleichen Zeit angehören. Die Abfolge 1. Ferntransport,

2. Nahtransport schließt aber solifluidale Verlagerung zur Erklärung der Existenz und Verbreitung der Blocklehme überhaupt aus. Damit kommt nur Eistransport in Betracht, wobei die Frage nicht entschieden werden kann, ob sich die kleinen Eiszungen, die in die Quelläste der Rotenbeek hineinreichten, am Ifenkopf selbst oder über diesen hinweg durch Eismassen gebildet haben, die vom Bruchberg ihren Ausgang nahmen. Der strenge Nachweis, daß diese Eiszungen zeitlich der Vorlandsvergletscherung des Harzes zuzuordnen sind, kann wegen des Fehlens jeglicher Terrassenaufschüttung nicht erbracht werden. Die beachtliche Überdeckung durch letztkaltzeitlichen Solifluktionsschutt spricht jedoch für die vorletzte Vergletscherungsphase.

### **B. Spuren einer älteren Vereisung des Harzes**

Während die bisher beschriebenen von ihrem Herkunftsgebiet abgetrennten Blocklehme sich dadurch auszeichneten, daß zwar die Niederterrasse, nicht aber die Mittelterrasse in ihrem Verbreitungsgebiet entwickelt ist, wird eine Anzahl weiterer Blocklehme dadurch gekennzeichnet, daß sie entweder auf hohem Felssockel oberhalb der Mittel- und Niederterrasse auftreten oder von der Mittelterrasse durchschnitten werden. Auf hohem Felssockel liegen zwischen Schacht und Rauher Schacht südlich des Vorbeckens des Söse-Stausees am Scheidweg in 370—400 m Höhe große Quarzitblöcke, die sich im Wegeeinschnitt des Scheidweges als Bestandteile eines mehr als 3 km mächtigen quarzitblockreichen Blocklehmes zu erkennen geben. Von ihrem Herkunftsgebiet, dem Ackerzug, sind sie durch das 30—40 m tiefer eingeschnittene Tal der Schacht im Westen, durch das 20 m tiefer eingeschnittene Tal der Rauhen Schacht im Osten und durch die mehr als 80 m höhere Kuppe im Süden vollständig getrennt. Obwohl die Schuttmasse im Blick von Norden her den Eindruck eines typischen Solifluktionslobus macht, gibt es keine Möglichkeit, das Material durch Solifluktionsprozesse in seine gegenwärtige Position zu bringen. Nieder- und Mittelterrasse sind 2 m ü. T. bzw. 10 m ü. NT im Tal der Großen und der Rauhen Schacht als Akkumulationsterrassen aus groben Geröllen klar entwickelt und gehen am Staubecken in die Nieder- bzw. Mittelterrasse der Söse über. Die quarzitblockreiche Schuttmasse muß also jedenfalls vor Ausbildung der Mittelterrasse in ihre Position gekommen sein. Ihre heutige Form dürfte sie maßgeblich Solifluktionsprozessen verdanken. Um fluviatiles Material handelt es sich bei der Schuttmasse mit Sicherheit nicht. Die Deutung als Oberterrasse scheidet also aus. Dagegen könnte es sich um solifluidal umgeformte Reste einer Geschiebelehmdecke handeln, die ungefähr den Rand eines Gletschers bezeichnet, der sich vom Acker aus nach Westen abwärts zog.

Sicherer sind die Indizien für eine ältere Vergletscherung im unteren Okertal. Beim Bau der Verladeeinrichtung des Okertaler Mineralbrunnens war die bereits seit langem bekannte und als Mittelterrasse gedeutete Schuttmasse talaufwärts des Punktes 226,0 (top. Karte 1:25 000 Blatt 4128 Clausthal-Zellerfeld) mehr als 4 m tief aufgeschlossen. Es zeigte sich unter einem letztkaltzeitlichen (evtl. auch



noch rezent weitergebildeten) etwa 3 m mächtigen Schwemmschutt ein Gewirr riesiger Granitblöcke von z. T. mehr als 4 m Kantenlänge, eingebettet in einen graublauen, in trockenem Zustande weißlich-grauen Ton und Schluff. Die Blöcke sind gut gerundet und, im Unterschied zu den Wollsäcken des Hochharzes, völlig unverwittert. Auf der anderen Seite der Oker setzt sich die Schuttmasse in gleicher Beschaffenheit im Jagen 19 fort. Als Streu greifen hier die groben Granitblöcke auf die breite Trogbodenfläche über, die in den Jagen 24 und 19 östlich des eigentlichen Okertales entwickelt ist und mit steilem Rückhang bei dem Steinbruch im Riegel östlich des Punktes 252,2 der top. Karte endet.

Bei der Verbreiterung des Forstweges, der am Achtermannstal vorbei im östlichen Talhang der Oker nach Norden führt, war die Schuttmasse unter 2—3 m Solifluktionsschutt angeschnitten worden. Sie ließ sich dadurch von 260 m NN bis 220 m kontinuierlich verfolgen, bei 260 m mehr als 30 m, bei 220 m kaum über dem Talboden der Oker gelegen. Linker wie rechter Teil der Schuttmasse schließen sich etwa am Wehr im Okertal bogenförmig zusammen und entsprechen in allen Einzelheiten dem Bild eines mächtigen Moränenwalles, der trotz starker nachträglicher Überformung als talwärtiger Abschluß des Trogtalbodens noch zu erkennen ist, teilweise betont durch die eben in diesem Bereich erfolgte Verbreiterung der Niederterrasse der Oker.

Talaufwärts schließen am Waldhaus Okertal entsprechende Blockschuttmassen an; einzelne erratische Blöcke liegen längs des Wanderweges, der von dort im westlichen Talhang zu den Adlerklippen führt. Im östlichen Talhang wurden bei der Verbreiterung der Bundesstraße 248 mehrfach unter Hangschutt auf Hornfelssockel Granitblöcke angefahren, so daß das Vorkommen grober Granitblöcke im Flußbett der Oker sich leicht aus der Aufbereitung eines mächtigen Blockchmes erklären läßt. Gewaltige Ausmaße nimmt die Blocklehmdecke erst wieder unterhalb des Romker Weges an. Hier ist der gesamte östliche Talhang durch eine in mehrere Stufen gegliederte Blockmasse verkleidet, die in der Nähe des Talgrundes klar erkennbar anstehendem Hornfels aufliegt und selbst überwiegend aus groben Granitblöcken besteht. Eigentümlich ist, daß die Blöcke im steilen Talhang durchweg keine solifluidale Einregelung aufweisen, vielmehr mit der Längsachse überwiegend quer zum Hanggefälle liegen, sehr häufig auch steilgestellt sind. Gerade hier war durch die Verbreiterung der Bundesstraße 248 wieder ein mehrere Meter tiefer Anschnitt für einige Tage freigelegt. In diesem Anschnitt unmittelbar über der Straße zeigte sich eine deutliche Zweigliederung des Schuttes in eine hangende, etwa 2 m mächtige Partie mit lockerem Gefüge. Einregelung der groben Granitblöcke in Richtung des Hanggefälles, deutlich solifluidaler Regelung des kleinstückigen Hornfelschuttes und ein „Schwimmen“ der groben Granitblöcke innerhalb der Solifluktionsmasse, und eine liegende, durch Steilstellung der Grobpartikel, vertikale Drucktextur und Schichtungslosigkeit ausgezeichnete Masse, innerhalb derer Schmitzen und Schlieren von Tonlagen und einzelne Geröllnester auftreten. Mehrfach waren scharfkantige Hornfelsbruchstücke, eingeklemmt zwischen steilstehende Granitblöcke, zu sehen.

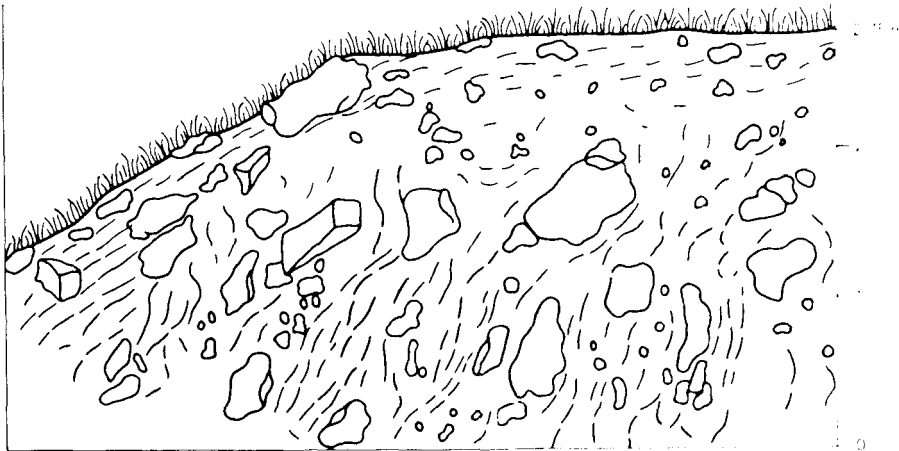


Abb. 4

*Straßenaufschluß im Okertal:*

*Grundmoräne, ausgezeichnet durch dominierende Steilstellung der Grobpartikel, in ihren obersten Teilen umgewandelt in Solifluktionsschutt mit dominierend flacher Lagerung der Grobpartikel*

Der klar erkennbare Gegensatz zwischen der hangenden Partie mit ihrem solifluidalen Gefüge und der chaotischen liegenden Schuttmasse schließt die Deutung durch den gleichen Vorgang aus. Es handelt sich vielmehr um eine Schuttmasse, deren oberflächennahe Teile nachträglich solifluidal umgeformt wurden. Gefüge und Erscheinungsbild des Materials deuten auf einen Transport längs des Okertales hin, wobei der erhebliche Druck sogar zu einer Druckschieferung führte. Die 100 m am Hange hinaufreichende Schuttmasse (440 bis 340 m) läßt sich daher nur als seitlich an den Steilhang angepreßtes Moränenmaterial deuten, wobei in den oberen Teilen die Abtragung offenbar mehr die der Schuttmasse ursprünglich eigentümliche Textur herausgearbeitet, in den unteren Teilen eine Überdeckung der Schuttmasse mit Solifluktionsmaterial herbeigeführt hat.

Material- und Formzusammenhang entsprechen in gleicher Weise den Anforderungen, die man an die Wirkungen eines Eisstromes stellen kann. Von dem abschließenden Schuttwall bei Punkt 226,0 über den Trogtalboden im Jagen 24 am Waldhaus Okertal, die Erratika oberhalb des Okerbettes talwärts der Adlerklippen bis zu der mächtigen Moränenverkleidung des Talhanges zwischen 440 und 340 m NN unterhalb des Romker Weges ergibt sich das Bild eines bedeutenden Talgletschers, der sich durch das enge Okertal zwängte und dabei ein außerordentlich unausgeglichenes Längsprofil schuf. Die spätere Erosion der Oker wich dabei mehrfach von der vorgegebenen Achse ab.

Die Datierung dieser Vergletscherung wird dadurch ermöglicht, daß Teile der Blockschuttmasse, die die Endmoräne bildet, im Niveau der Mittelterrasse erodiert und eingeebnet sind. An der Verladeeinrichtung des Okertaler Mineralbrunnens legt sich der letzteiszeitliche Schwemmschuttfächer auf diese Verebnungsfläche. Deutlich geschichtete Mittelterrassenschotter sind auf Felssockel in etwa 240 m Höhe direkt an der Abzweigung des Forstweges unterhalb des Waldhauses Okertal von der Bundesstraße 248 zu beobachten: Die Mittelterrasse war also auch hier mindestens stellenweise eine Akkumulationsterrasse. Auf jeden Fall erweist ihre Einarbeitung in die Moränenmasse deren höheres Alter.

Eine weitere zeitliche Eingrenzung der Bildungszeit ergibt sich aus der Existenz der blaugrauen Tone, in die das grobe Blockmaterial eingebettet ist. Gleichartige Tone und Schluffe waren nämlich im Innerstetal während des Baus der Innerste-Talsperre aufgeschlossen. Im Zuge der Bauarbeiten wurde hier der Hangdetritus im östlichen Talhang vor Aufschüttung des Dammes bis auf den Felsuntergrund abgeräumt. Dabei kamen unter 3—4 m letzteiszeitlichem Solifluktionsschutt zunächst Harzschotter in dünner Decke (bis zu 2 m), darunter nordische Sande (1—3 m) und schließlich blaugraue Beckentone zum Vorschein, die undeutlich gebändert waren. Beim Austrocknen der Tone veränderte sich die Farbe von blaugrau zu weißlich-grau. Das Material war an der Lagerstätte fast in fließfähigem Zustande, so daß jede freigelegte Partie sofort verrutschte. Material zur näheren Bestimmung der Bänderung ließ sich infolgedessen nicht gewinnen.

Die Abfolge: Staubeckensedimente — nordische Sande — Harzschotter, beweist, daß die Innerste hier in 260—270 m Höhe durch das nordische Inlandeis aufgestaut wurde, das also bis in den Harz eindrang. Daß der Eisstausee der Vorrückungsphase des Eises angehört, wird durch die Überlagerung der Beckentone mit nordischen Sanden erwiesen. Zu dieser Zeit muß der Eisstausee bereits weitgehend aufgefüllt gewesen sein. Erst danach setzte sich die Innerste mit ihrer Schotterführung durch, offenbar in einer Phase, in der das Inlandeis bereits zurückwich.

Die hangenden Schotter dieser Serie sind schon früher als Oberterrasse (SPREITZER) bzw. als Mittelterrasse (HÖVERMANN 1950) gedeutet worden. Beide Deutungen stehen auch hier zur Diskussion. Ich neige dabei in Anbetracht der hohen Mobilität der Tone und der nur einphasigen Überdeckung durch Solifluktionsschutt zu der Auffassung, daß das stauende Inlandeis dem Hochstand der Saale-Vereisung (Drenthe) zuzuordnen ist; andernfalls hätte man die Schlußfolgerung zu ziehen, daß das Drentheeis den Harzrand hier nicht mehr erreicht hat.

Es liegt nun nahe, die blaugrauen Tone des unteren Okertales mit den gleichartigen Tonen des unteren Innerstetales zu parallelisieren, umso mehr, als ihre Obergrenze in beiden Fällen die gleiche Höhe — 260 m NN — erreicht. Dann ergibt sich die Folgerung, daß der Okertalgletscher in den Eisstausee des nor-

dischen Inlandeises am Harzrande vorstieß und damit zeitgleich mit dem Hochstand der Saale-Vereisung (= Drenthe) ist. Diese zeitliche Einordnung entspricht zugleich der Tatsache, daß die beschriebenen Vorkommen älter als die Mittelterrasse und damit älter als Warthe (Woldstedt) bzw. Seeve (Hövermann) sind, andererseits aber offenbar der Bildung der Mittelterrasse ohne Zwischenschaltung einer weiteren Eis- oder Kaltzeit vorhergehen. Die Verzahnung des nordischen Inlandeises im Innerstetal und des Harz-Eisstromes im Okertal mit den Stauseebildungen in 260 m Höhe erweist jedenfalls beide als gleichaltrig und höchstwahrscheinlich Drenthe-zeitlich.

Von ihrem Ursprungsgebiet abgetrennte Quarzitschuttmassen, die sich über die Niederterrasse erheben, sind an der Südostseite des Ackers von der Goldenke ab in jedem Tal vorhanden, doch ist keine dieser Schuttmassen so aufgeschlossen, daß sich eine zuverlässige Diagnose stellen ließe. Immerhin spricht die mehrfache Staffelung solcher isolierter Blockschuttkomplexe eher für glazialen Ursprung als für irgendeine andere Deutung, so daß man sie wohl als Indiz für eine wenigstens bis 450 m NN abwärtsreichende ehemalige Vergletscherung ansehen kann. Welcher der älteren Vereisungen sie zuzuordnen sind, läßt sich zur Zeit nicht entscheiden. Nicht gänzlich auszuschließen ist auch die Möglichkeit, daß es sich um Schuttmassen handelt, die noch während der letzten Vereisung über in den engen und tiefeingeschnittenen Tälern liegende Schnee- oder Firnfelder hinweg transportiert wären, also um eine Art Firn- oder Schneehaldenmoräne. Die eigentümliche Blockfreiheit mancher übersteilter Talschlüsse in diesem Bereich ließe sich so ziemlich einfach erklären.

### C. Die Weichsel-eiszeitliche Vergletscherung

Nach der Bestätigung der Befunde POSERs und HÖVERMANNs (1951) durch DUPHORN (1969) und den von diesem gegebenen Ergänzungen der Befunde ist hier nur auf folgende Beobachtungen hinzuweisen: Etwa 500 m NNW des Punktes 762,2 nördlich der Hahnenkleeklippen stößt der am Rande des Oder Tales entlangführende Fußweg auf ein Feld grober Granitblöcke, die sich von hier im Jagen 73 schräg im Steilhang abwärtsziehen und auf 500 m Entfernung von 750 m NNW bis 720 m in SSE zum Teil auf Hornfelsklippen und am Fuß von Hornfelsklippen sichtbar sind. Die Möglichkeit, daß es sich um örtliches Material handelt, besteht umso eher, als hier eine komplizierte Infiltration des Granits in den Hornfels hinein nachweisbar ist. Die Form der Blöcke aber spricht in Anbetracht des Fehlens aller Verwitterungsspuren doch sehr für einen glazialen Transport. Jedenfalls ist damit zu rechnen, daß der Oder-Gletscher nördlich der Hahnenkleeklippen das gesamte Odertal bis zur Höhe von 750 m ausgefüllt und an seinem Rande Material bewegt und geformt hat. Granitblöcke sind auch bei der Vertiefung des Grabens an der Straße vom Königskrug zu den Hahnenkleeklippen in der Umgebung des Punktes 739,3 der top. Karte 1:25 000 Blatt 4229 St. Andreasberg ausgehoben worden; sie deuten an, daß das Eis der letzten

Eiszeit auch östlich des Odertales eine beachtenswerte Ausdehnung besaß. Ortsfremde Granitschuttmassen ziehen sich im Brunnenbachstal bis 620 m abwärts. Hier schließt die Schuttmasse jedoch ebenso wie in vielen anderen Fällen an ihr granitisches Herkunftsgebiet an, so daß auch eine Deutung als Blockstrom solifluidaler Genese möglich ist.

Dagegen hat die Bautätigkeit in Braunlage Einblicke in die Beschaffenheit einer bisher völlig unbekannten Schuttmasse gewährt. An der Gaststätte „Altes Forsthaus“ zeigte der in 4 m Höhe abgegrabene Hang und ein weiter 3 m ausgetiefer Graben unter 3 m Schwemmschutt aus Tonschiefer- und Kieselschieferbruchstücken des in nächster Nachbarschaft anstehenden Devons eine mächtige Blocklehmdecke mit zahlreichen großen Granitblöcken. Die Basis dieses Blocklehmes, dessen granitische Bestandteile einen Transportweg von mindestens 1 km hinter sich haben, war nicht erreicht. Hangaufwärts taucht die Schuttmasse bei etwa 600 m NN aus der Schwemmschuttüberdeckung auf und ist kontinuierlich bis zum Wasserschlößchen im Jagen 52 weiterzuverfolgen, wo sie durch den Aushub noch einmal besonders deutlich in Erscheinung tritt. Hier bildet der Blocklehm eine Hangleiste, die mit ihrem Granitblockbestand schräg den Hang abwärtsziehend nach Braunlage hinein bis 580 m NN verfolgbar war. Der gleiche Blocklehm war beim Bau der Badeanstalt Braunlage noch unter der Talsohle ausgehoben worden. Talaufwärts ist die Schuttmasse im westlichen Talhang des Ulrichswassers bis zum Wasserschlößchen westlich des Punktes 625,2 durchgehend zu verfolgen. Sie findet ihre Fortsetzung unterhalb des Jermersteins und gewinnt Anschluß an die Granitschuttmassen unmittelbar nördlich des Jermersteins.

Da solifluidaler wie fluvialer Transport für die mehr als 40 m am Hang hinaufreichende Schuttmasse nicht in Betracht kommen, bleibt nur die Deutung als Grund- und Seitenmoräne eines Gletschers übrig, der vom Achtermann nach Südosten abfloß. Die Schwäche der nachträglichen Überformung und die unmittelbar talabwärts anschließende wohlausgebildete Talsohle sprechen für letzteiszeitliches Alter. Als Bett dieses Gletschers allerdings kann keines der heutigen Täler angesehen werden, sondern der breite Boden, der sich zwischen Warmer Bode und Ulrichswasser und über das Ulrichswasser hinaus bis zum Jermerstein ausdehnt. Die scharfe Kante des Jermersteins und die eigentümliche Schuttfreiheit des Fußes der Klippe lassen sich ohne weiteres mit der Vorstellung in Einklang bringen, daß diese Felspartien die seitliche Begrenzung eines Gletschers in einer jungen Vereisungsphase bildeten.

Für das Siebertal sind die Verhältnisse hinsichtlich der obersten Abschnitte (Lange Schlufft, Schwarze Schlufft, Gr. Sonnentäl) durch POSER und HÖVERMANN (1951) geschildert worden. Neue Befunde liegen hier für den Talabschnitt vom ehemaligen Forsthaus Schlufft bis zum Stumpfen Stein vor: Im östlichen Talhang setzt hier oberhalb der mehrstufigen (Nieder-)Terrasse eine Schuttmasse an, die in grusiger Matrix Riesenblöcke von Granit enthält bzw. überwiegend aus solchen Riesenblöcken besteht. Von Schlufft bis zur Einmündung des Fisch-



bachtales lückenhaft ausgebildet schließt sie sich von hier ab als geschlossene Masse zusammen und zieht sich, von 550 auf 500 m absinkend bis zum Stumpfen Stein abwärts. Besonders im untersten Teil bildet diese Schuttmasse eine etwa 10 m über dem Sieberbett gelegene sehr ausgeprägte Hangleiste.

Flache Schürfe im Straßenanschnitt lassen erkennen, daß wenigstens die obersten Teile dieser Schuttmasse solifluidal geformt oder umgeformt wurden; für die gesamte Schuttmasse aber solifluidale Genese anzunehmen verbietet sich wegen ihrer Mächtigkeit: Die Ansammlung von 10 m Solifluktionsschutt im Talgrund eines erosionskräftigen Flusses wie der Sieber ist umso mehr unmöglich, als im anschließenden Gehänge nur eine sehr spärliche Bestreuung mit Granitblöcken vorhanden ist. Mehr noch fällt ins Gewicht, daß besonders im Fischbachtal neben Granit- auch Quarzitblöcke vorhanden sind, die nur vom Bruchberg abtransportiert worden sein können: Die Schuttmasse erfordert also einen Transport in der Talrichtung. Hangabwärts kann wohl Material zugeführt worden sein, doch muß der Längstransport in der Talachse die Bedeutung des Quertransportes weit überstiegen haben, da sonst das Vorhandensein der Quarzite merklich oberhalb des Flußbettes unerklärbar wäre.

Östlich Schlufft in 600 m NN und nördlich des Stumpfen Steins in 500 bis 540 m NN liegt die Schuttmasse deutlich erkennbar anstehendem Hornfels auf, stellt also zweifelsfrei erratisches Material dar. Nördlich des Stumpfen Steins läßt sich überdies der Unterschied zwischen erratischem Material mehr oder minder in situ und solifluidal umgelagertem Material sehr gut demonstrieren: Hier zieht sich nämlich in kleinen Runsen und Dellen jeweils eine Ansammlung von Granitblöcken in fast klassischer solifluidaler Einregelung hangabwärts, während dazwischen, besonders am Fuße der Hornfelsklippen, einzelne Granitblöcke liegen, die durch Solifluktionsprozesse nicht in ihre Position gekommen sein können. Mit Hilfe dieser Erratika läßt sich die Mindesthöhe des transportierenden Eises zu 40 m ü.T. bestimmen. Nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist die Frage, ob die mächtige Schuttmasse des Siebertales eine besonders mächtige Grund- und Seitenmoräne oder eine Endmoräne darstellt. Grober Blockschutt ist im Talgrund der Sieber auch unterhalb des Stumpfen Steins bis zum Dreibrodetal vorhanden. Der grobe Blockschutt zieht sich in diesem bis über 500 m NN talaufwärts; dann folgt eine ausgeprägte Erosionsstrecke, und erst bei 550 m NN ist wieder eine deutliche Granitschuttmasse in schöner Blockzungenform vorhanden: Die Herleitung der Ansammlung grober Granitblöcke im untersten Talbereich des Dreibrodetales aus dem im obersten Talabschnitt anstehenden Granit stößt also ebenfalls auf die Schwierigkeit, daß sich zwischen das hypothetische Nährgebiet und die Schuttmasse eine blockfreie Flußstrecke einschaltet. Man wird daher zunächst annehmen müssen, daß der Siebertalgletscher wesentlich über den Stumpfen Stein talabwärts reichte. Ohne jeden Zweifel außerhalb des potentiellen Vergletscherungsgebietes der Weichsel-Vereisung liegt erst der Talabschnitt unterhalb 400 m NN, wo im Anschluß an die Erosionsstrecke der Sieber

die nunmehr durchlaufend bis zum Harzrande zu verfolgende Niederterrasse einsetzt.

Schien nach den Untersuchungen von POSER und HÖVERMANN (1951) ein bedeutender Unterschied zwischen Siebertal und Odertal zu bestehen, so zeigt sich nach dem hier vorgelegten neuerlichen Befunden eine geradezu frappierende Übereinstimmung: Erodierte Reste von Blockschutt im Odertal und im Siebertal bis 420 m talabwärts, bedeutende Blockansammlungen mit flankierenden Erratika ab 520 bzw. 540 m; selbst die erneute Ausbildung eines Bodens in 560 m im Odertal im Bereich des Zungenbeckens oberhalb der Moränenbögen hat im Siebertal in Gestalt der Schotterfluren beim Forsthaus Schlufft in 550 bis 580 m NN eine Entsprechung. Für das Siebertal ergibt sich damit, daß, wie im Odertal, ein früher Gletschervorstoß mindestens bis 420 m abwärts führte, ein späteres Hauptstadium vermutlich bei 500 bis 540 m NN endete. Die von POSER und HÖVERMANN (1951) beschriebenen Moränenreste dürften danach Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung darstellen.

Die ausgedehnten Blocklehmdecken, die sich an der Nordwestflanke des Bruchberges jeweils an der Südwestseite des Gr. Gerlachsbaues, der Gr. Oker, der Kl. Oker, des Tischlertales, des Schneidewassers und des Gr. Spritztales jeweils bis nahezu 500 m abwärts ziehen, sind bisher in der Diskussion um die Harzvergletscherung nicht berücksichtigt worden. Ihr Charakter als geschlossene Blocklehmdecke und ihre Verbreitung sind auch erst durch die umfangreichen Windbrüche der letzten Jahre erkennbar und kartierbar geworden. Bisher schien es, als ob das Vorkommen von Quarzitblöcken mehr oder weniger auf den eigentlichen Talbereich beschränkt sei, während nunmehr erkennbar geworden ist, daß die Blocklehmdecken sich weit die Talhänge hinaufziehen und sogar stellenweise die Wasserscheiden übergreifen. Die geringen Eintiefungen, die bei der Holzaufbereitung und der Holzabfuhr entstanden sind, gestatten allerdings keine Aussage über die Mächtigkeit der Blocklehme. Nur im Talhang des Schneidewassers läßt sich eine Mächtigkeit von stellenweise mehr als 10 m bestimmen. Örtlich sind die marginalen Partien dieser Blocklehme von lokalem Solifluktionsschutt überdeckt, so besonders westlich des Gr. Gerlachsbaues. Der örtliche Solifluktions- bzw. Schwemmschutt bildet hier eine lückenhafte Decke von etwa 50 cm Mächtigkeit. Sonst treten die Blöcke, nur durch die Rasen- und Humusdecke verhüllt, unmittelbar an die Oberfläche.

Sie reichen dabei im Talquerprofil am Gr. Gerlachsberg von 600 m NN bis zum Talgrund in 570 m NN bzw. von 540 m NN bis zum Talgrund in 520 m NN, an der Gr. Oker von 600 m NN bis zum Talgrund in 570 m NN bzw. von 540 m NN bis zum Talgrund in 520 m NN, im Tal des Schneidewassers, nach W. über die Wasserscheide hinausgreifend, von 590 m NN bis zum Talgrund in 560 m NN bzw. von 560 m NN bis zum Talgrund in 540 m NN. Fluviatiler bzw. solifluidaler Transport scheiden der Beschaffenheit und der Verbreitung der Blocklehme wegen aus: Die Solifluktionsmasse mußte sich stellenweise am halben Hang entlangbewegt haben oder auch auf der Wasserscheide vorwärtsgerückt

sein, ohne in die benachbarten Täler hineinzuwandern. Wiewohl sich einzelne Teile der Blockschuttdecke durchaus mit der Vorstellung solifluidaler Transportprozesse in Einklang bringen lassen, nämlich alle diejenigen Teile, für die ein gleichsinniges Gefälle zum quarzitischen Nährgebiet am Bruchberg gegeben ist, scheidet diese Deutung für die Gesamtheit der Schuttmassen aus. Überdies dünnt die Quarzitschuttdecke vielerorts gegen den Bruchberg, also zum Nährgebiet, hin, deutlich erkennbar aus. Weitflächig tritt hier abgehobelter, nur von einzelnen Quarzitblöcken bestreuter Tonschiefer an die Oberfläche; an solchen Stellen ist keine Spur von Solifluktionsschutt zu finden, die einzelnen Quarzitblöcke liegen vielmehr unmittelbar auf dem Anstehenden. Zwischen Herkunftsgebiet und Ablagerungsgebiet der Blocklehme schaltet sich also ein Bereich überwiegender Abtragung ein. Er umfaßt am Bruchberghang vornehmlich die Höhenstufe zwischen 650 und 720 m NN.

Beschaffenheit der Schuttmasse, Grundriß und Aufriß ihres Vorkommens lassen sich weder mit fluvialem noch mit schwerkraftbedingtem Massentransport welcher Art auch immer in Einklang bringen. Sie entsprechen dagegen vollständig dem Bild einer Vergletscherung, die den ganzen Nordwesthang des Bruchberges überzog und sich abwärts in einzelne Loben und Zungen auflöste. Bei stärkerem Relief vollzog sich diese Aufgliederung schon etwa bei 700 m NN, bei schwächerem Relief zwischen 640 und 600 m NN. Talabwärts schließt allenthalben an die Blocklehme die Niederterrasse als klar diagnostizierbare, wenn auch geringmächtige Schotterakkumulation, einige Meter über dem Flußbett gelegen, an. Sie ist zusammenhängend bis zum Oker-Stausee zu verfolgen und tritt unterhalb der Staumauer in gleicher Sprunghöhe und gleicher Beschaffenheit wieder in Erscheinung. Nur stellenweise, so besonders am Schneidewasser, greift eine überwiegend erosive Fortsetzung der Niederterrasse in die marginalen Partien der Schuttmasse ein. Diese Verhältnisse lassen sich leicht verstehen als eine mit dem Eisrückzug korrespondierende talaufwärtige Verlängerung der Niederterrasse.

Die durch die Quarzitblocklehme in ihrer Ausdehnung bestimmte Vergletscherung am Nordwesthang des Bruchberges ist damit in Bezug auf ihre zeitliche Stellung als weichseleiszeitlich gesichert. Die gleiche Datierung würde sich übrigens aus dem Zurücktreten typischer Solifluktionserscheinungen im Kerngebiet der Vereisung am Bruchberge ergeben. Rückzugsstadien der gleichen Vereisung bilden sich durch eine bogenförmige Quarzitschuttmasse im Tal des Kl. Gerlachsaches bei 570 bis 580 m NN und eine ähnliche, allerdings durch die Anlage eines Stauteiches stark modifizierte Schuttmasse bei 580 m NN im Tal des Gr. Gerlachsaches ab.

Quarzitische Blockschuttdecken sind in den oberen Talenden an der Nordwest- wie an der Südostseite des Ackers weit verbreitet und seit langem bekannt. Solifluidaler Massentransport läßt sich allerdings bei keinem Vorkommen mit absoluter Sicherheit ausschließen, da stets ein Anschluß an das quarzitische Nährgebiet durch gleichsinniges Gefälle gegeben ist. Die mehrfache Wiederholung

isolierter Quarzitschuttmassen im Talgrund, die durch schuttarme bzw. sogar schutfreie Partien voneinander getrennt sind, läßt jedoch die Deutung als Moränenreste plausibler erscheinen. Das gilt besonders für die Blockschuttmassen unterhalb der Stollenklippe im Gelben Loch (590 bis 640 m NN), an die aufwärts Steilhänge im Tonschiefer anschließen, und für die verschiedenen Schuttkomplexe im Tal der Verlorenen Kulmke. Hier ist bei 740 bis 660 m NN ein ausgeprägt steilhängiger Talschluß vorhanden, an dessen oberem Ende feingeschichtetes Schwemmaterial in die Luft ausstreicht, während der Boden des Talschlusses bei 640 m NN nackten anstehenden Tonschiefer zeigt. Mindestens mit der Existenz perennierenden Schnees ist hier noch in einer späten Phase der Vergletscherung zu rechnen. Allgemein gabeln sich die Quarzitschuttdecken an der Südostseite des Ackerhauptkomplexes zwischen Goldenkerklippen und Schlufertkopf zwischen 660 und 690 m NN: In Analogie zur Nordwestseite des Bruchberges kann man daraus die Vermutung ableiten, daß sich in dieser Höhe die Eisbedeckung in einzelne Zungen auflöste und, in verschiedenen Stadien unterschiedlich weit in die Täler hinabreichend, die verschiedenen Schuttansammlungen im Talgrund hinterließ\*.

Im Quellbereich des Radautales nordwestlich Torfhaus sind moränische Schuttmassen bis fast 600 m NN abwärts bereits durch POSER und HÖVERMANN (1951) beschrieben worden. Für ein weiteres Abwärtsreichen der Vergletscherung spricht hier die ausgedehnte Schuttüberkleidung, die im Gebiet des Radaubruches und an der Nordwestseite des Abbensteines bis zum Abbenetränke hin vorhanden ist: Demzufolge müßte die Vereisung mindestens bis zum Punkt 587 der top. Karte Blatt 4129 Bad Harzburg abwärtsgereicht haben. Da Aufschlüsse in diesem Gebiet nach wie vor fehlen, kann die Vermutung hinsichtlich der Zeitstellung nicht präzisiert werden. Der Ansatz bei 680 m NN westlich des Abbensteines spricht in Analogie zum Bruchberg und Acker für die letzte Eiszeit.

#### **D. Der glaziale Formenschatz**

Angesichts der klaren Indizien für eine mehrmalige Harzvergletscherung gewinnt die Frage nach der Existenz bzw. dem Fehlen eines glazialen Formenschatzes, die bei der Diskussion schon früher eine Rolle gespielt hat, erneut größere Bedeutung. Das gilt umso mehr, als für einige Stellen beachtenswerte glaziale Übertiefungen inzwischen durch Bohrungen nachgewiesen worden sind und damit das Argument, die geringe Mächtigkeit des Eises habe während der

\*) Bei der Diskussion der Harzvergletscherung im Würzburger Geographischen Kolloquium machte Herr Prof. Dr. J. Büdel darauf aufmerksam, daß nach seinen Erfahrungen aus Spitzbergen eine geschlossene Eisüberdeckung des Höhenzuges nicht erforderlich sei, sondern daß sich vielmehr Schnee- oder auch Eismassen in den Talschlüssen gehalten haben können, während der eigentliche Höhenzug bereits eisfrei war. Mindestens für die Zerfallsphase der Harzvereisung entspricht diese Deutung den Beobachtungen vollständig.

Harzvergletscherungen zu einer erkennbar glazialen Umformung nicht ausreicht, nicht mehr stichhaltig ist: Bei einer Übertiefung von mehr als 20 m im Odertal und nahezu 10 m im oberen Karboden des Kellwassers sollte auch andernorts eine merkliche glaziale Formung vorliegen. Es scheint mir daher wichtig, darauf hinzuweisen, daß charakteristische Glazialformen im Harz vorhanden sind; sie sind m. E. nur deshalb bisher nicht erkannt worden, weil nach glazialen Hochgebirgsformen, besonders nach Karen und Trögen, gesucht wurde, ohne daß dabei in Rechnung gesetzt wurde, daß bei einem so wenig reliefierten Ausgangsrelief entsprechende Formen nur unter besonderen örtlichen Bedingungen erwartet werden können, und daß auch diese Formen dann nicht die Prägnanz von Hochgebirgsformen erreichen können.

Zunächst sei daran erinnert, daß HÖVERMANN (1949) für die ungefähr in 800 m NN gelegene Rumpffläche, das „Torfhäuser Hügelland“, ein von allen anderen Rumpfflächen abweichendes Erscheinungsbild beschrieb, das durch ein unregelmäßig-kuppiges Relief gekennzeichnet ist. Da es sich bei dieser Rumpffläche um eben jenes Gebiet handelt, in dem ständig das Kerngebiet der Vereisungen gelegen war, liegt die Vermutung nahe, daß das abweichende Erscheinungsbild durch eine nachhaltige glaziale Umformung der ursprünglichen Rumpffläche zustandegekommen ist. Die Tatsache, daß an vielen Stellen in diesem Bereich noch Reste der tiefgründigen tertiären Gesteinsaufbereitung tropischer Wechselklimate vorhanden sind, läßt sich gegen die Vergletscherung nicht ins Feld führen, da bei der stellenweise mehr als 100 m in die Tiefe greifenden Gesteinszersetzung dieses Typs auch bei nachhaltigster Überformung immer noch Reste der alten Verwitterungsdecke auftreten müssen. Das schließt die gleichzeitige Deutung des kuppigen Reliefs als Grundhöckerflur der „doppelten Einbnungsfläche“ im Sinne J. BÜDELs (1957) durchaus nicht aus, da sich der Prozeß der glazialen Abräumung wie jede andere Abtragung selbstverständlich an die vorgegebenen Verhältnisse anpassen muß.

Wesentlich interessanter ist eine Form, die meines Wissens bisher noch nicht beschrieben wurde, und die ich als Breitboden bezeichnen möchte. Wohlentwickelt sind solche Formen an der Nordwestseite des Bruchberges zwischen den Quellästen der Rotenbeek unterhalb des Dammgrabens, an der Südseite des Ackerbruchberges zwischen Gr. Kulmke und Hirschkappe an der „Mönchskappe“ sowie zwischen Schwarzer Schluff und Langer Schluff am „Beckerhai“, und im Quellbereich von Radau und Abbe einmal im Radaubruch, zum anderen zwischen Kaiserweg und Ecker. Die Reihe ließe sich um viele andere, jedoch weniger prägnante Beispiele vermehren.

Bei den Breitböden handelt es sich um ausgedehnte, nach unten hin spitz zulaufende Dreiecksflächen, die im untersten Teil deutlich gegen ihre Umgebung eingesenkt sind, in den oberen Partien mehr oder minder unscharf mit dem allgemeinen Hang verschmelzen. Die Außenseiten der Fläche sind normalerweise durch kleine Bäche nachgezeichnet und etwas eingeschnitten; dadurch wird der Rand der Dreiecksfläche gegen das benachbarte Gehänge besonders deutlich



hervorgehoben. Bei einem sehr erosionsstarken Fluß wie der Ecker kann sich die Tiefe dieses Einschnittes bis auf 20 m steigern. Stets ist der Breitboden von einer Decke aus ortsfremdem Blockschutt überzogen; wo Aufschlüsse vorhanden sind, läßt sich erkennen, daß dieser Blockschutt ohne jede Übergangsbildung unmittelbar dem nackten, glatt abgehobelten Fels aufliegt. Talabwärts an die Spitze des Breitbodens schließt ein Kerbtal oder ein Tal mit schmaler Sohle an, dessen Enge in deutlichem Gegensatz zu der Weite des Breitbodens steht. In der Größe variiert die Form von 250 m Breite und 5—10 m relativer Tiefe bei einem Gefälle von 40 auf 400 m in den Quellästen der Rotenbeek (580—540 m NN) bis zu einer obersten Breite von 2 km und 10—100 m relativer Tiefe bei einem Gefälle von 150 auf 750 m am Beckerhai (790—640 m NN). Bei den in der Größe dazwischenliegenden Formen des gleichen Typs kommen teilweise flachere, teilweise steilere Neigungen vor.

Strukturelle Abhängigkeiten treten nicht auf. Steile wie flachere Neigungen finden sich in harten wie in weichen Gesteinen. Selbst über eine so markante Gesteinsgrenze wie die zwischen Acker-Bruchberg-Quarziten und Tonchiefern greifen z. B. die Breitböden am Beckerhai und an der Mönchskappe glatt hinweg. Es handelt sich also um ganz eindeutige Skulpturformen. Das Erscheinungsbild suggeriert eine sich zum Talgrund hinabziehende spitze Gletscherzunge. Mit dieser Deutung steht die Überdeckung des Breitbodens mit grobem Blockschutt (= ausgewaschene Grundmoräne) oder sogar noch Geschiebelehmflecken, die breitflächige Abhobelung des Untergrundes, der erratische Charakter des Schuttmaterials und der abrupte Gegensatz zu der talwärts anschließenden fluviatilen Formung vollständig im Einklang: Die Breitböden sind demnach Charakter- und Leitformen glazialer (und vielleicht auch nivaler) Formung im Mittelgebirgsbereich.

Wo mehrere solcher Breitböden nebeneinander auftreten, befindet sich zwischen ihnen ein kegelförmiger, mit Solifluktionsschutt örtlicher Provenienz überkleideter Hangbereich, der im Prinzip den bekannten Firngabelkegeln der Hochgebirgsregionen gleicht, jedoch flacher geböscht ist als diese. Außer solifluidalen dürften hier auch Verschwemmungsprozesse eine Rolle gespielt haben, da Schmelzwasser einmal aus der winterlichen Schneedecke, zum anderen aus den Gletscherschmelzwässern zweifellos reichlich zur Verfügung stand. Das Verhältnis der beiden Prozesse zueinander habe ich nicht feststellen können. Auf jeden Fall ist die Schuttüberkleidung des Anstehenden nur dünn. Breitböden und Firngabelkegel zusammen ergeben ein sehr charakteristisches Erscheinungsbild und können vielfach zur Bestimmung der Reichweite des Eises verwandt werden, auch und gerade dort, wo die Untersuchung der Schuttmassen keine sichere Diagnose gestattet.

Von ähnlich geformten Nivationsnischen, die durch breite Schneefelder an Hängen mittlerer Böschungen entstanden, unterscheiden sich die Breitböden vornehmlich durch das Fehlen einer oberen Begrenzung: Während Nivationsnischen in Dreiecksform stets auch nach oben hin durch eine klar erkennbare Hangver-

steilung oder sogar durch einen ziemlich steilen Hang abgegrenzt sind, verschwimmen die Breitböden hangaufwärts mit dem Hange. Sie zeigen damit an, daß die oberhalb der Firngabel befindlichen Hangteile vollständig von Eis bedeckt gewesen sind.

Als Charakter- und Leitformen des glazialen Formenschatzes im Mittelgebirgsbereich vermitteln die Breitböden des Harzes noch eine weitere Erkenntnis: Abgesehen von den größten und tiefsten Talungen hatte das Gewässernetz keine steuernde Funktion für die Vergletscherung. Gerade umgekehrt wiesen die Eisloben und Eiszungen den Gewässern ihren Lauf zu, indem sie am Rande der Breitböden durch den marginalen Schmelzwasserabfluß Anlaß zur Entstehung fluviatil geformter Rinnen gaben und damit der nachfolgenden Erosion den Weg vorzeichneten. Im Idealfall unterliegen beide Marginalrinnen gleicher Weiterbildung; bei kleineren Breitböden ist jedoch häufig eine der beiden Rinnen verkümmert; gelegentlich liegen sogar beide Rinnen heute fast ganzjährig trocken. An Stelle von End- und Seitenmoränen tritt im Harz also im Bereich der glazialen Breitböden am Rande der ehemaligen Gletscherzungen ein fluviatiles, z. T. scharf kerbförmig eingeschnittenes Rinnensystem auf, für dessen spezielles Erscheinungsbild wohl auch die Tatsache mitverantwortlich ist, daß die Schmelzwässer in ein dauernd gefrorenes Substrat hinein erodierten, dessen Gefüge durch den „Eisrindeneffekt“ (Büdel 1969) aufgelockert war.

### E. Gletscherformen und Gletschertypen

Abgesehen von den größten Tälern des Harzes, dem Oker-, Ecker-, Sieber- und Odertal, ist es während der verschiedenen Vereisungen kaum zur Ausbildung wohlindividualisierter Talgletscher gekommen. Nur im Flußgebiet der Ecker erreichte das Harzeis das Vorland und bildete dort einen Vorlandsgletscher in Hammerkopfform aus. Überall sonst reichte das Eis aus den Hochgebieten oberhalb 700–800, während der größten Vereisungen z. T. auch 650 m, nur in Form kurzer, gedrungener oder spitz zulaufender Zungen in die Talbereiche hinein. Das entspricht dem Verhalten eines umfangreichen Deckgletschers, der sich randlich vielfach aufspaltete.

Gletscher solchen Typs sind heute in der Hocharktis vorhanden. Ausgezeichnet entsprechen diesem Vergletscherungstyp die Eisfelder, die auf der Borden-Peninsula Baffinlands, besonders in den Hartz-Mountains (Canada 1:250 000 Blatt 48 D, 73° bis 73°45' n. Br., 81° bis 84° westl. L.) vorkommen, sowohl was das Typ als auch was die Größe, schließlich auch was die Höhenlage über dem Meeresspiegel betrifft. Nach frdl. mündl. Auskunft Herrn Prof. Dr. J. Büdels sind gleiche Gletschertypen auch auf Spitzbergen vorhanden. Auf jeden Fall handelt es sich um „kalte“ Gletscher, d. h. solche, die sich normalerweise bis zum Untergrunde nicht im Schmelzpunkt befanden, also bewegungsschwach waren, abgesehen von den Perioden plötzlich Verstoßes infolge Überschreitens der Haftreibungsgrenze. Als Deckgletscher geringer Vertikalausdehnung führten sie einer-

seits, abgesehen von den wenigen Talbereichen, keine Seiten- und Obermoräne, sondern lediglich Grundmoräne, so daß spektakuläre Moränenzüge nur in Ausnahmefällen auftreten können, andererseits unterlagen sie wahrscheinlich während des Sommers in ihrer ganzen Vertikalausdehnung der Abschmelzung mit einer entsprechend starken Schmelzwasserbildung, so daß in morphologischer Hinsicht die glaziale Serie weniger durch die Abfolge von Zungenbecken — Endmoränen — glazifluviale Schotterfluren, als vielmehr durch die Abfolge Breitböden — Marginalrinnen — Kerbtalzerschneidung gekennzeichnet wird.

### 3. Zusammenfassung

In Weiterführung der Diskussion um die pleistozäne Harzvergletscherung erbringt die Untersuchung Beweismaterial für eine dem Warthe- bzw. Seevestadium der Lüneburger Heide entsprechende Vorlandsvergletscherung des Harzes, die im Eckergebiet bis 150 m NN abwärts ausgedehnt war. Spuren einer älteren Vereisung lassen sich im Okertal mit einem Eisstausee des nordischen Inlandseises korrelieren und damit wahrscheinlich dem Haupt-Saale-Vorstoß (Drenthe) zuordnen. Die Ausdehnung der Weichseleiszeitlichen Harzvergletscherung wird mit Hilfe charakteristischer Schuttbildungen und der als neuer Leitformen der Mittelgebirgsvergletscherung beschriebenen Breitböden und Firngabelkegel näher präzisiert. Als Vergletscherungstyp entspricht die Harzvergletscherung nicht alpinen oder norwegischen Modellen, sondern den heutigen Gletschern der Hocharktis.

**Literatur**

- [1] *Poser, Hans und Hövermann, Jürgen*: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. In: Abh. Brschw. Wiss. Ges. III, 1951 (darin Zitat der älteren Literatur zur Harzvergletscherung).
- [2] *Hövermann, Jürgen*: Die Periglazialerscheinungen im Harz. In: Göttinger Geogr. Abh., Heft 14, Göttingen 1953.
- [3] *Lembke, Herbert*: Glazial, Periglazial und die eiszeitliche Schneegrenze im Harz. In: Geologie 10, H. 4/5, Berlin 1961.
- [4] *Mücke, E.*: Zur Frage der würmeiszeitlichen Brockenvergletscherung. In: Hercynia N. F. 1, H. 4, Leipzig 1964.
- [5] *Duphorn, Klaus*: Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? In: Eiszeitalter und Gegenwart 19 (Woldstedt-Festschrift), Öhringen 1968.
- [6] *Duphorn, Klaus*: Neue Ergebnisse der Eiszeitforschung im und am Westharz. In: Zeitschrift f. Geom. N. F. 13, H. 3, Berlin-Stuttgart 1969.
- [7] *Duphorn, Klaus*: Zur Frage der pleistozänen Harzvergletscherung. In: Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1967, Bd. 119, Hannover 1969.
- [8] *Duphorn, Klaus*: Gletscherspuren im Oberharz. In: Umschau in Wiss. u. Technik, Jg. 1971, H. 3, Frankfurt/Main 1971.
- [9] *Spreitzer, Hans*: Die Talgeschichte und Oberflächengestalt im Flußgebiet der Innerste. In: Jb. Geogr. Ges. Hannover f. 1931, Hannover 1931.
- [10] *Hövermann, Jürgen*: Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. In: Petermanns Geogr. Mitt. 1950, H. 3, Gotha 1950.
- [11] *Hövermann, Jürgen*: Beiträge zum Problem der saale-eiszeitlichen Eisrandlagen in der Lüneburger Heide. In: Abh. Brschw. Wiss. Ges. VIII, Braunschweig 1956.
- [12] *Büdel, Julius*: Die „doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. In: Z. f. Geom. N. F. 1, Berlin 1957.
- [13] *Büdel, Julius*: Der Eistrindeneffekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburger Geogr. Abh. 25, Würzburg 1969.